Journal of Water and Soil
Vol. 34, No. 5, Nov.-Dec. 2020, p. 1189-1202

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۴، شماره ۵، آذر – دی ۱۳۹۹، ص. ۱۲۰۲-۱۱۸۹

مقاله علمی-پژوهشی

واکاوی روند تغییرات بلند مدت تراز فشار وردایست بر روی جو ایران در فصول گرم و سرد

حسین عساکره[1]- سید ابوالفضل مسعودیان[2]- محمد دارند[3]- سوما زندکریمی[4]*

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۰۸
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۱۰

چکیده

اندازه‌گیری فراسنج‌های مرتبط با ویژگی‌های وردایست (نظیر دما و ارتفاع) می‌تواند در شناسایی تغییرات جوی حاصل از افزایش دمای جهانی مفید باشد. تراز فشار وردایست بعضاً تحت تأثیر تغییر ویژگی‌های فیزیکی – شیمیایی دولایه‌ی وردسپهر و پوشن‌سپهر است. در پژوهش حاضر تلاش شد روند تراز فشار وردایست در ماه‌های فصل زمستان و تابستان تحت تأثیر تغییرات دمایی جو (دمای تراز پایین و بالای وردایست و نیز دمای سطحی) ایران در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ (۹۵٪ اطمینان) بررسی گردد. نتایج بررسی روند تراز فشار وردایست نشان داد که در اغلب ماه‌های مورد مطالعه و در اکثر مناطق کشور روند تغییرات تراز فشار وردایست در سطح اطمینان مورد نظر معنی‌دار نبوده است و در بین دو فصل مطالعه شده بالاترین میزان معنی‌داری روند از نظر مساحت تحت پوشش، مربوط به فصل تابستان است. نتایج بررسی روند دمای تراز پایین و بالای وردایست نیز در ماه‌های فصول تابستان و زمستان نشان داد که در بخش‌های وسیعی از جو کشور روند مشاهده شده به لحاظ آماری معنی‌دار نبوده است. بررسی روند تفاضل دمای دو تراز یاد شده بر روی جو ایران نیز نشان داد که روند تفاضل دمای این دو تراز بر روی جو ایران در اکثر مناطق و ماه‌ها به لحاظ آماری معنی‌دار نبوده است. در این میان روند تفاضل دمای دو تراز مورد بحث در ماه‌های فصل تابستان منفی، معنی دار و قابل توجه بود. بررسی روند پراش، چولگی و کشیدگی نیز نشان داد که در دو فصل مورد بررسی در اغلب مناطق روند مشاهده شده فاقد معنی آماری است.

واژه‌های کلیدی: تراز فشاری وردایست، فصل سرد، فصل گرم، ایران

مقدمه

مطالعات انجام شده بر روی جو طی صد سال اخیر نشان داده است که فعالیت‌های انسانی باعث ایجاد تغییراتی در جو شده است. وردایست یکی از لایه‌های جو است که اخیراً تغییرات آن به‌عنوان نشانه‌ای از تأثیر انسان بر تغییر آب و هوا معرفی شده است (۲۹، ۳۰ و ۳۲). ارتفاع وردایست تحت تأثیر دولایه‌ی بالایی و زیرین خود (وردسپهر و پوشن‌سپهر) است؛ تغییرات این دو لایه می‌تواند بر روی وردایست تأثیرگذار باشد. در صورتی که وردسپهر در اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای گرم شود و پوشن‌سپهر نیز تحت تأثیر کاهش ضخامت لایۀ ازن سرد شود، در واکنش به این تغییرات، ارتفاع وردایست افزایش پیدا می‌کند (۹ و ۳۰). شفرد[5] (۳۶) الگویی را برای تبیین تغییرات وردایست معرفی کرد. بر اساس این الگو، هم‌زمان با گرمایش وردسپهر، ارتفاع وردایست نیز افزایش می‌یابد و هم‌زمان با سرمایش پوشن‌سپهر ارتفاع وردایست افزایش می‌یابد. این همنوایی به‌وسیلۀ یافته‌های تجربی برخی پژوهشگران تائید شده است (۳۲ و ۲۹). نتایج بررسی‌های انجام شده به‌وسیله‌ی پژوهشگران مختلف نشان داده است که عوامل مختلفی بر ارتفاع وردایست و تغییرات آن اثر می‌گذارد؛ می‌توان این عوامل را به‌صورت کلی به دو گروه؛ نخست عوامل طبیعی (نظیر تغییرات تابش خورشیدی و هواویزهای تولید شده به‌وسیله‌ی آتش‌فشان‌ها و ...) و دوم عوامل انسانی (شامل تغییر در گازهای گلخانه‌ای، تغییر انسانی مؤثر بر اُزن پوشن‌سپهر و تولید هواویزه‌ها از منابع انسانی و...) تقسیم کرد. از این‌رو ارتفاع وردایست به‌طور طبیعی تحت تأثیر ویژگی‌های مکانی (مثلاً عرض جغرافیایی و ارتفاع)، زمان (نظیر فصل سال و ساعات روز) و نیز تواتر کنش‌های جوی است که شرایط آب و هوایی را تعیین می‌کند. از طرف دیگر عوامل انسانی این نظم طبیعی را می‌توانند متأثر سازد. برای مثال

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
۲- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۳- دانشیار گروه آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان، ایران. عضو گروه پژوهشی مطالعات محیطی دریاچه زریبار، پژوهشکده کردستان شناسی، دانشگاه کردستان
۴- دانشجوی دکتر آب و هواشناسی (تغییر اقلیم)، دانشگاه زنجان، ایران
(*- نویسنده مسئول: Email: somazand69@gmail.com)
DOI: 10.22067/jsw.v34i5.86196

5- Shepherd

بررسی‌های سانتر و همکاران (۲۹) نشان داده‌اند که در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۹ حدود ۸۰ درصد از تغییرات ارتفاع وردایست ناشی از تغییرات اُزن و افزایش گازهای گلخانه‌ای به‌وسیله‌ی انسان است. علاوه بر این بررسی‌های سیدل و رندل[1] (۳۲) بر روی داده‌های ۵۰ سال گذشته نشان داد که ارتباط بسیار قوی بین تغییرات اقلیمی و ارتفاع وردایست وجود دارد. بدین دلیل و طبق یافته‌های سوسن و سانتر (۳۰) و نیز اشمیت و همکاران[2] (۳۱) ارتفاع وردایست در مقیاس جهانی و طی دهه‌های اخیر روندی افزایشی و دمای آن روندی کاهشی را نمایش می‌دهد.

روند بلندمدت تغییرات وردایست می‌تواند ویژگی‌های گرمایی، پویشی و نیز شیمیایی این بخش از جو را تغییر دهد. این تغییرات می‌تواند مبادلات بین وردسپهر و پوشن‌سپهر (۱۳، ۳۴، ۳۷ و ۲۵)، چرخه‌ی دابسون (۲۵، ۶، ۲۴، ۳۸ و ۱۱)، محتوای رطوبتی پوشن‌سپهر (۲۳، ۲۵ و ۱۴) و... را متأثر سازد. از این‌رو اخیراً تغییر در ویژگی‌های وردایست مورد توجه دانشمندان علوم جوی و علوم مرتبط قرار گرفته است، به‌ویژه اینکه این نوع تغییرات نشانه‌هایی از اثرات انسانی تغییر اقلیم است. نتایج بررسی رادیوسوندها (۳۳ و ۱۲) الگوهای پیش‌بینی و نتایج الگوهای واکاوی (۱۲، ۲۵ و ۲۹) به افزایش ارتفاع وردایست در سطح جهانی اشاره دارند.

آگاهی دقیق از تغییرات زمانی و تنوع مکانی وردایست برای ارزیابی مبادله جرم (نظیر آب و مواد شیمیایی) بین وردسپهر و پوشن‌سپهر ضرورتی بنیادی است و یکی از مشکلات بررسی مبادله جهانی ماده – انرژی بین وردسپهر و پوشن‌سپهر نیز از عدم شناسایی دقیق وردایست ناشی می‌شود؛ بنابراین بررسی ساختار پیچیده وردایست در مقیاس محلی جهت شناخت و ارزیابی دقیق آن ضرورتی بدیهی است (۳۳). با این حال، این مسئله فقط در مناطق کوچک و برای بازه‌های زمانی یک روزه به انجام رسیده است.

تعداد مطالعات انجام شده در ارتباط با روند و وردایی وردایست بر روی جو ایران بسیار محدود بوده است. از جمله مطالعات انجام شده می‌توان به پژوهش کیخسروی (۱۶) اشاره کرد که به تغییرات آماری-همدیدی لایه‌ی وردایست در خراسان رضوی در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ پرداخت و ارتباط وردایست با بارش را در این منطقه مورد ارزیابی قرار داد. شریفی و سام خانیاتی (۳۵) نیز در پژوهشی دیگر با استفاده از شگرد (RO)[3] که مبتنی بر دریافت نشانک از سامانهٔ تعیین موقعیت جهانی (GPS)[4] بود، به بررسی ناهنجاری ارتفاع و دمای وردایست ایران در طول ۹ سال پرداخته‌اند. نتایج یافته‌های ایشان گواهی بر وجود روند کاهشی در ارتفاع وردایست است. در این پژوهش نیز همانند پژوهش قبلی بازه زمانی مورد مطالعه جهت شناسایی روند بسیار محدود است. کریمی و همکاران (۱۵) نیز به بررسی و مطالعه نوسانات ازن کلی جو در ارتباط با تغییرات وردایست بر فراز شهر اصفهان پرداخته‌اند. نتایج این پژوهش نشان دهنده‌ی افزایش ارتفاع وردایست در منطقه‌ی مورد مطالعه است. از جمله ویژگی‌های پژوهش‌های بیان شده برای ایران می‌توان به بازه‌ی زمانی کوتاه و محدوده‌ی مطالعاتی کوچک آن‌ها اشاره کرد. با توجه به این موارد می‌توان گفت که تعمیم نتایج این پژوهش‌ها به کل کشور از صحت کامل و قطعیت قابل قبولی برخوردار نیست.

با توجه به موارد بیان شده می‌توان گفت که تاکنون در سطح کشور پژوهشی در ارتباط با تغییرات بلند مدت وردایست در ارتباط با تغییرات دمای ترازهای بالا و زیرین آن به انجام نرسیده است. با توجه به اهمیت شناخت تغییرات لایه‌ی وردایست لازم است این موضوع به‌صورت دقیق مورد بررسی قرار گیرد. هدف پژوهش حاضر واکاوی تغییرات وردایست در ارتباط با تغییرات دمای ترازهای بالا و زیرین و دماهای سطحی در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ است.

داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش جهت شناسایی وردایست از داده‌های دمای پایگاه مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مقیاس هوا (ECMWF) نسخه‌ی ERA-Interim برای ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۰/۲۵×۰/۲۵ درجه‌ی قوسی با تفکیک زمانی روزانه در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بهره گرفته شد. بدین ترتیب ۲۴۹۱ یاخته سرتاسر ایران‌زمین را در برگرفت. به منظور شناسایی وردایست از نمایهٔ نرخ کاهش دما، موسوم به «وردایست دمایی»، از الگوریتمی که به‌وسیله‌ی ریچلر (۲۷) بکار گرفته شده است، استفاده شد. پس از تعیین تراز فشار روزانهٔ وردایست، میانگین‌های ماهانهٔ تراز فشار وردایست از میانگین‌گیری روزانهٔ تراز فشار وردایست در هر ماه برای تمامی سال‌های مورد بررسی برآورد شد.

گاهی میانگین سری‌های اقلیمی رفتار نامانا (ناایستا) را به نمایش می‌گذارند و مقادیر، پیرامون یک میانگین ثابت تغییر نمی‌کنند. در این صورت سری ناایستا در میانگین گفته می‌شود. برای مثال، وجود روند خطی (کاهشی- افزایشی) و غیر خطی (برای مثال سهی) در مشاهدات از این نوع ناایستایی به شمار می‌آید (۲). در این شرایط می‌توان با بررسی روند میانگین به شناخت تغییرات عناصر اقلیمی در طول زمان دست یافت. برای بررسی روند تغییرات عناصر آب و هوایی معمولاً تغییرات موقعیت «توزیع فراوانی» عناصر (میانگین) در معرض توجه است. مطالعات زیادی در سطح جهان و ایران تغییرات روند عناصر اقلیمی را از طریق تغییرات میانگین مورد ارزیابی قرار داده‌اند.

1- Randel and Sedel
2- Schmidt et al.
3- Radio occultation
4- Global Positioning System

برای مثال سیدل و رندل (۳۲). ربتز[1] و همکـاران (۲۶)، و میکـونن[2] و همکاران (۱۸) با استفاده از میـانگین داده‌هـای عناصـر اقلیمـی رونـد تغییرات آن‌ها را مورد بررسی قرار داده‌اند. مسعودیان و همکاران (۲۰) با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه به واکاوی مکانی- زمانی میزان روند ماهانه‌ی درجه‌ی روز گرمایش در قلمرو ایران زمین پرداختـه‌انـد. خسروی و همکاران (۱۷) به بررسی تغییرات زمانی و مکانی کم‌فشـار پاکستان با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه پرداخته‌اند.

در پژوهش حاضر علاوه بر تغییر موقعیت، تغییر مقیاس (پراش) و نیز شکل توزیع فراوانی (چولگی و کشیدگی) تراز فشـار وردایسـت در هریک از پیکسل‌ها بر روی ایران بررسی می‌شـود. بـرای محاسـبه‌ی پراش، چولگی و کشیدگی از داده‌های روزانه ارتفاع وردایست اسـتفاده شد؛ به این صورت که برای هریک از ماه‌های مـورد واکـاوی پـراش، چولگی و کشیدگی در طول ۴۰ سال مورد مطالعـه بـا اسـتفاده از داده هـای روزانـه اسـتخراج گردیـد و در نهایـت بـا اسـتفاده از داده‌هـای استخراج شده روند پراش، چولگی و کشیدگی برای هـر مـاه بررسـی شد. پراش به عنـوان دقیـق‌تـرین، معتبرتـرین و علمـی‌تـرین انـدازه تغییرپذیری بشمار می‌آید و اندازه کمّی درباره تغییرپذیری و ناهمگونی مجموعه داده‌ها فراهم می‌کند (۲). در صورت ثبات میانگین، افـزایش در تغییرپذیری موجب افزایش احتمـال رخـداد و قـدر مطلـق مقـادیر انتهایی می‌شود. در این حالت، دامنه‌ی مقادیر و به‌تبع آن پراش بزرگ تر می‌شود. در این صورت، اگـر میـانگین بررسـی گـردد، هـیچ‌گونـه تغییرپذیری مشاهده نخواهد شد؛ امّا واقعیت امر را می‌توان در بررسـی پراش (تغییرپذیری) یافت (۳) پس با توجـه بـه ایـن موضـوع در ایـن پژوهش سـعی شـد جهـت شناسـایی تغییرپـذیری واقعـی‌تـر ارتفـاع وردایست، روند پراش وردایست در طول ۴۰ سال گذشته بررسی شود. در واقع افزایش پراش نشانهٔ زیاد شـدن تغییـرات تـراز فشـار اسـت و کاهش آن نشانهٔ ثبات بیش‌تر تراز فشار وردایست هر ماه در سال‌های مختلف است. یکی از مواردی که جهت شناسایی تغییر شکل فراوانـی می‌توان از آن استفاده کرد بررسی روند چـولگی اسـت. هرگـاه تعـداد داده‌های بالاتر از میانگین بیش از تعداد داده‌های پایین‌تـر از میـانگین باشد و یا برعکس تعداد داده‌های پایین‌تـر از میـانگین بـیش از تعـداد داده‌های بالاتر از میانگین باشد، داده‌ها را چوله و اگر برابر باشد داده‌ها را متقارن گویند. حالت اول چوله به چپ، حالت دوم را چوله به راست و حالت سوم را توضیع متقـارن مـی‌گوینـد. در واقـع چـولگی، میـزان انحراف شمار داده‌ها را به یک حاشیه نشان می‌دهد (۲). بنابراین وجود روند در مقدار چولگی می‌تواند به معنای تغییر توزیع متغیر مـورد نظـر باشد. وجود روند مثبت در چولگی ترازهای فشار وردایست می‌تواند به این معنی باشد که با گذشت زمان اعداد ترازهای فشـار وردایسـت در موقعیت مورد نظر نسبت به میـانگین کوچـک‌تـر شـده و ایـن نشـان دهنده‌ی افزایش ارتفاع ترازهای فشار وردایست در این مکان‌ها است؛ بر عکس وجود روند منفی در چولگی نشان دهنـده‌ی ایـن اسـت کـه ترازهای فشار وردایست اعداد بزرگتری را نسـبت بـه میـانگین نشـان داده‌اند که به معنای کاهش ارتفاع وردایسـت در ایـن منـاطق اسـت. کشیدگی نیز از جمله‌ی نمایه‌هایی می‌باشد که با استفاده از آن شـکل توزیع فراوانی را مورد بررسی قرار داد. کشیدگی با ارزش مثبت گویای تمرکز داده‌ها و توزیـع فراوانـی نـوک تیـز و بـا ارزش منفـی گویـای کشیدگی بیشتر و توزیع فراوانی هموار داده‌هاست. یعنـی اگـر داده‌هـا نسبت به توزیع متقارن پراکنده‌تر باشند، توزیـع کشـیده‌تـر (کشـیدگی زیاد) و اگر کمتر باشند، توزیع متمرکزتر (افراشـتگی زیـاد) اسـت (۲). وجود روند مثبت در کشیدگی به معنی بزرگ‌تر شدن اعداد و افراشـته شدن توزیع فراوانی و روند منفی به معنای کشیدگی توزیع فراوانی در محدوده مـورد نظـر اسـت. در پژوهشـی کـای و همکـاران (۷) رونـد چولگی نمایه‌ی «pIOD» و تاثیر آن بر روی بارش اسـترالیا را مـورد بررسی قرار داده‌اند. ساو و همکاران (۸) به بررسی روند بـارش روزانـه در چین پرداخته‌اند که در این پژوهش روند چـولگی و کشـیدگی نیـز مورد ارزیابی قرار گرفته شده است. چاپمن و همکاران (۱۰) به بررسی روند اقلیم محلـی پرداختـه‌انـد در ایـن پـژوهش نیـز رونـد چـولگی، کشیدگی و پراش بررسی شده است.

به منظور ردیابی همزمانی و همنوایی تغییرات ارتفاع و روند تـراز فشار وردایست با روند تغییرات میانگین دمای ماهانه در تراز زیـرین و بالای وردایست و روند تفاضل دمـای دو لایـه‌ی اطـراف وردایسـت، عناصر مذکور نیز در بازه‌ی زمانی۴۰ ساله مورد ارزیابی قرار گرفتند.

به‌منظور ارزیابی روند بلند مدت هریک از نمایه‌های مورد بررسـی (میانگین، پراش، چولگی و کشیدگی) در ارتباط با تراز فشار وردایست، روش رگرسیون خطی با روش کمینه مربعات خطا بکار گرفته شـد. در روش رگرسیون خطی جهت برآورد رونـد، فـرض بـر ایـن اسـت کـه سری‌های زمانی حاوی روند خطی هستند. اگرچه این فـرض همیشـه صادق نیست اما قادر است تصویر هرچنـد کلـی از رفتـار سـری‌هـای زمانی ارائه نماید. تاکنون پژوهش‌های زیادی در سطح ایران و جهـان روند عناصر اقلیمی را با استفاده از روش رگرسـیون خطـی بـه انجـام رسیده است از جمله‌ی آن‌ها می‌توان به پـژوهش عسـاکره (۱) اشـاره کرد که به بررسی کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز پرداخته است. در پژوهشی مشابه عساکره (۳) روند بـارش‌هـای سنگین در شهر زنجان را با استفاده رگرسیون خطی مورد ارزیابی قرار داده است.

علاوه براین سطح معنی‌داری روند بـا اسـتفاده از آمـارهٔ پـی (P-Value) برآورد شد. در این زمینه آمارهٔ پی (p-value) به عنوان میزان خطای رد کردن فرض صفر (فقدان روند در مشاهدات) مـلاک عمـل قرار گرفت. اگر این آماره کمتر از ۰/۰۵ می‌بود، رونـد بـرآورد شـده از لحاظ آماری معنی‌دار است. تمامی یافته‌هـا بـه شـکل ترسـیمی و در قالب نقشه‌هایی ارایه شد که در آن توزیـع مکـانی رونـد و در نتیجـه

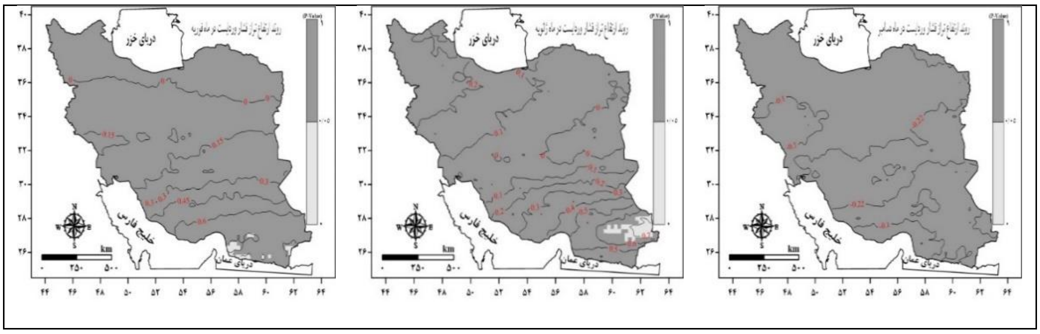
1- Rebetez
2- Mikkonen

تغییرات زمانی - مکانی، ارایه شد.

بحث

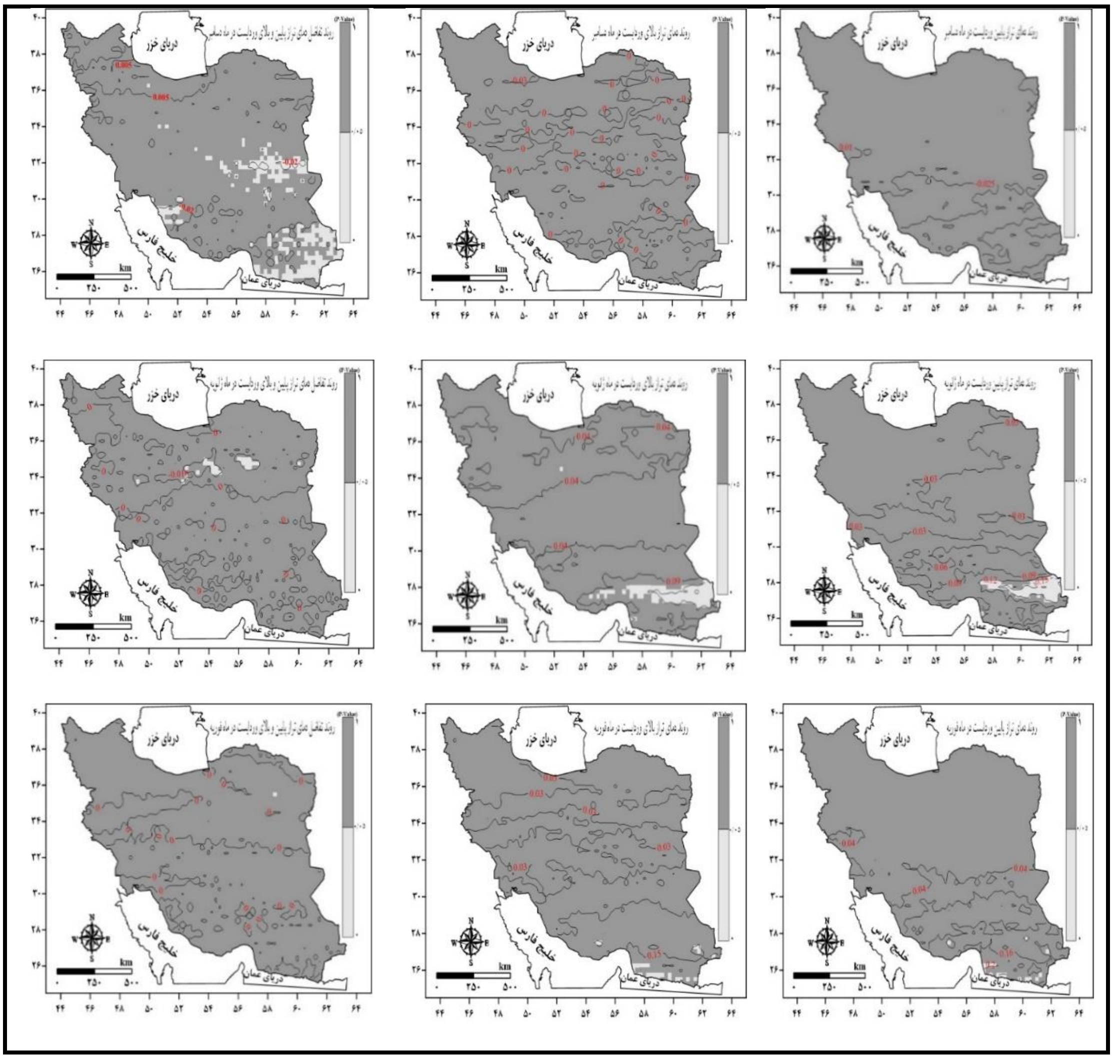
در شکل ۱ روند میانگین ترازهای فشار وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل زمستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ ارائه شده است. در این شکل روند بلندمدت به‌وسیله‌ی خطوط هم‌چند نشان داده شده است. پس زمینه‌ی طیف سفید تا خاکستری، معناداری روند، در سطح ۹۵٪ اطمینان را به نمایش می‌گذارند. براساس نقشه های ترسیم شده می‌توان دریافت که شیب روند تغییرات ترازهای فشار وردایست در ماه‌های فصل زمستان در عرض‌های جغرافیایی پایین شدیدتر از عرض‌های جغرافیایی بالا است. در ماه ژانویه در تمام بخش‌های ایران به‌جز بخش‌هایی از شرق کشور که دارای روند منفی و قسمت‌هایی که فاقد روند هستند، عموماً روند بلند مدت تغییرات ترازهای فشار وردایست مثبت بوده است. الگوی توزیع مکانی روند تغییرات تراز فشاری وردایست در ماه فوریه مشابه ماه ژانویه است، با این تفاوت که در ماه فوریه بخش‌هایی از شمال‌شرق و شمال‌غرب کشور روند منفی را تجربه کرده‌اند. در این ماه از عرض جغرافیایی ۳۵ درجه به سمت عرض‌های پایین‌تر تراز فشاری وردایست با روند مثبت مواجه بوده است و از عرض جغرافیایی ۳۵ درجه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر بخش‌هایی از کشور فاقد روند و بخش‌هایی از آن نیز روند منفی را در تراز فشاری وردایست نشان می‌دهند. در ماه دسامبر شرایط با دو ماه ژانویه و فوریه کاملاً متفاوت است؛ در این ماه تراز فشاری وردایست در کل کشور روند منفی را تجربه کرده است. این وضعیت نشان دهنده‌ی افزایش ارتفاع وردایست در قیاس با ماه‌های ژانویه و فوریه است؛ با توجه به این موضوع نتایج به‌دست آمده برای ماه‌های فصل زمستان نشان می‌دهد که روند تراز فشار وردایست در ماه دسامبر در کل ایران در سطح اطمینان ۹۵٪ فاقد معنی آماری است. در ماه‌های ژانویه و فوریه نیز به‌جز بخش‌هایی از جنوب‌شرق کشور در دیگر مناطق ایران روند به‌دست آمده فاقد معنی آماری است.

بررسی روند دمای تراز پایین و بالای وردایست برای ماه‌های فصل زمستان که در شکل ۲ نمایش داده شده است، بر اساس نقشه های ترسیم شده می‌توان مشاهده کرد که در ماه دسامبر دمای تراز پایین وردایست در تمام مناطق به‌جز بخش‌هایی از غرب کشور در طول این ۴۰ سال دارای روند مثبت بوده است. واکاوی آمارهٔ P نشان داد که روند در تراز زیرین و بالای وردایست به لحاظ آماری معنی‌دار نیست. این وضعیت برای ماه‌های ژانویه و فوریه نتایج مشابهی به‌دست داد. در ماه ژانویه و فوریه در بخش‌های محدودی از جنوب-شرق کشور معنی‌داری روند دمای ترازهای زیرین و بالایی تأیید شده است. بررسی روند تفاضل دمای تراز پایین و بالای وردایست در ماه-های فصل زمستان نشان داد که در ماه دسامبر از عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شمالی به طرف عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر، روند افزایشی و از عرض جغرافیایی ۳۴ درجه به سمت عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر روند تفاضل این دو لایه کاهشی است، امّا در بخش‌های محدودی از محدوده مورد مطالعه (شامل بخش‌های محدودی از جنوب‌غرب، جنوب‌شرق، شرق و بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور) این روند به لحاظ آماری معنی‌دار بوده است. با توجه به موارد بیان شده و همان‌گونه که در نقشه‌های ترسیم شده برای روند ارتفاع ترازهای فشار وردایست نیز مشاهده شد هم دمای دو تراز اطراف وردایست و هم خود ترازهای فشار وردایست در اکثر مناطق هیچ‌گونه روندی را تجربه نکرده‌اند.



شکل ۱- روند تراز فشار وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل زمستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

Figure 1- Trends of Tropopause pressure level over the atmosphere of Iran in the winter months during the period 1979 to 2018



شکل ۲- روند دمای ترازپایین، دمای تراز بالای وردایست و تفاضل دمایی دو تراز بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل زمستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

Figure 2- Temperature trends of upper and lower levels of the tropopause and temperature difference of the two levels over the atmosphere of Iran on the winter months during the period 1979 to 2018

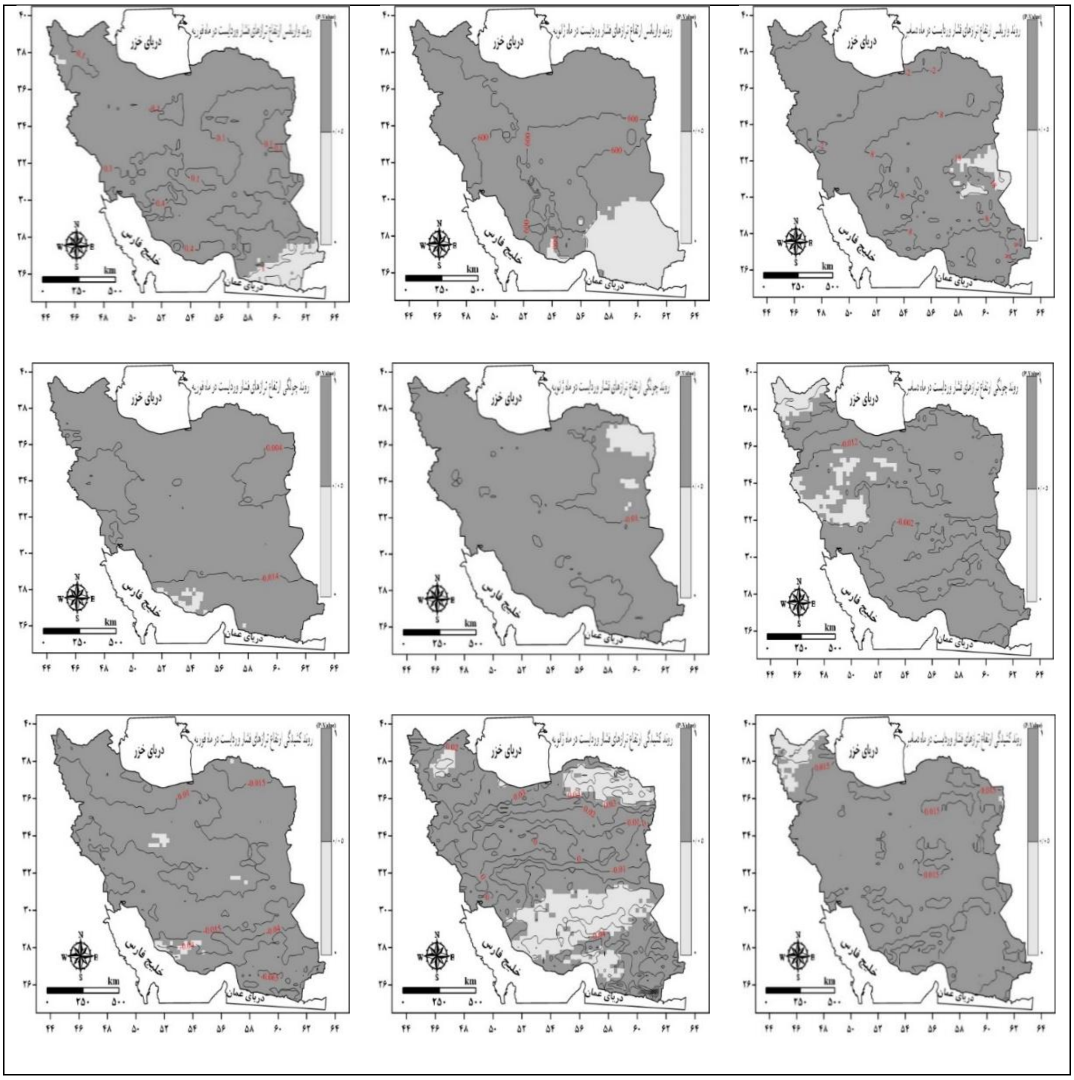
با توجه به موارد بیان شده می‌توان گفت که احتمالا تاثیر تغییرات اقلیمی که در مطالعات پرشمار بررسی و تایید شده‌است، مربوط به ترازهایی زیرین وردسپهر باشد. همان‌گونه که در شکل ۱ مشاهده می‌شود روندهای دمای معنی‌دار تراز پایین و بالای وردایست از نظر مکانی با روند معنی‌دار ترازهای فشار وردایست همخوانی ندارد و با توجه به این موضوع نمی‌توان روندهای معنی‌دار ترازهای فشار وردایست را تحت تاثیر روند تغییرات دمای دو تراز اطراف آن دانست.

همان‌گونه که در بخش‌های قبلی مشاهده شد تراز فشار و دمای دو تراز اطراف وردایست در فصل زمستان در اغلب مناطق و ماه‌ها روند معنی‌داری را نشان ندادند. به همین دلیل در این بخش از پژوهش به منظور بررسی تغییرات بلند مدت افت و خیز تراز فشار وردایست، روند بلند مدت پراش تراز ماهانهٔ فشار (به عنوان تغییرات درون ماه) برآورد و مورد ارزیابی قرار گرفت. بر اساس نتایج به دست آمده مشخص شد که در ماه‌های فصل زمستان در اکثر مناطق روند مشاهده شده فاقد معنی‌داری است. در ماه ژانویه نیز روند پراش ترازهای فشار وردایست در بخش‌هایی از شرق محدوده مورد مطالعه معنی‌دار است. در این مناطق روند مشاهده شده مثبت است؛ این ویژگی به معنای افزایش تباین زمانی ترازهای فشار وردایست نسبت به میانگین است و گویای تغییرات میان ماهانهٔ پراش است؛ کاهش روند (مقادیر منفی بر روی نقشه) نشانهٔ تمایل مقادیر تراز فشار ماهانه (ماه‌های متناظر در سال‌های مختلف) به ثبات است. در ماه ژانویه در مناطق کاملاً متفاوت با ماه دسامبر روند پراش ترازهای فشار

وردایست معنی‌دار است. روند پراش ترازهای فشار وردایست در ماه فوریه نیز در بخش‌هایی از جنوب‌شرق کشور معنی‌دار است. در این مناطق روند مشاهده شده مثبت است. این امر به معنی زیاد شدن تغییرات ترازهای فشار وردایست در محدوده‌ی مورد مطالعه طی بازه ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ است. در ماه فوریه در همان محدوده‌ی جغرافیایی که روند ترازهای فشار وردایست معنی‌دار بود، روند پراش نیز مثبت و معنی‌دار است. بر اساس نتایج به دست آمده برای روند چولگی ترازهای فشار وردایست در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ که در شکل ۳ نمایش داده شده است، مشخص شد که روند چولگی ترازهای فشار وردایست در ماه دسامبر در بخش‌هایی از غرب و شمال‌غرب کشور معنی‌دار است. در بخش‌هایی از این مناطق روند مشاهده شده مثبت و در بخش‌هایی از آن منفی است. در مناطقی که روند چولگی مثبت است به معنی تکرار افزون‌تر ترازهای فشار بزرگ مقدار وردایست در این مناطق نسبت به میانگین (افزایش ارتفاع ترازهای فشار وردایست) است. اعداد منفی روند چولگی به معنی بسامد بیشتر مقادیر کم برای ارتفاع و ترازهای فشار وردایست است.

همان‌گونه که قبلاً گفته شد وجود روند مثبت در کشیدگی به معنی بزرگ‌تر شدن دامنهٔ اعداد مربوط به تراز فشار وردایست است. این امر گویای این واقعیت است که در کشیدگی تراز فشار وردایست اگرچه مشاهدات متقارن‌اند، امّا در قیاس با توزیع بهنجار در دامنهٔ بزرگ‌تری قرار می‌گیرند. افراشته شدن توزیع فراوانی مشاهدات و روند منفی آن‌ها به معنای محدودتر شدن دامنهٔ اعداد در قیاس با توزیع بهنجار است. در ماه دسامبر کشیدگی در بخش‌هایی از شمال غرب کشور مثبت و معنی‌دار است؛ این موضوع می‌تواند به معنی کاهش ارتفاع ترازهای فشار وردایست در این مناطق باشد. در ماه ژانویه نیز روند کشیدگی ترازهای فشار وردایست در بخش‌هایی از شمال‌غرب و شمال‌شرق مثبت و معنی‌دار است؛ در همین ماه در بخش‌هایی از جنوب، جنوب‌شرق و شرق محدوده مورد مطالعه نیز روند کشیدگی ترازهای فشار وردایست منفی و معنی‌دار است؛ این در حالی است که در ماه فوریه کشیدگی ترازهای فشار وردایست کم‌ترین میزان معنی‌داری را به نمایش گذاشته و این معنی‌داری در بخش‌های از جنوب غرب و مناطق مرکزی کشور قابل مشاهده است. در جنوب غرب روند مشاهده شده منفی و در نواحی مرکز مثبت است. این ویژگی به معنی بزرگ‌تر شدن اعداد فشار در مناطق مرکزی و کوچک تر شدن آن‌ها در جنوب‌غرب کشور است.

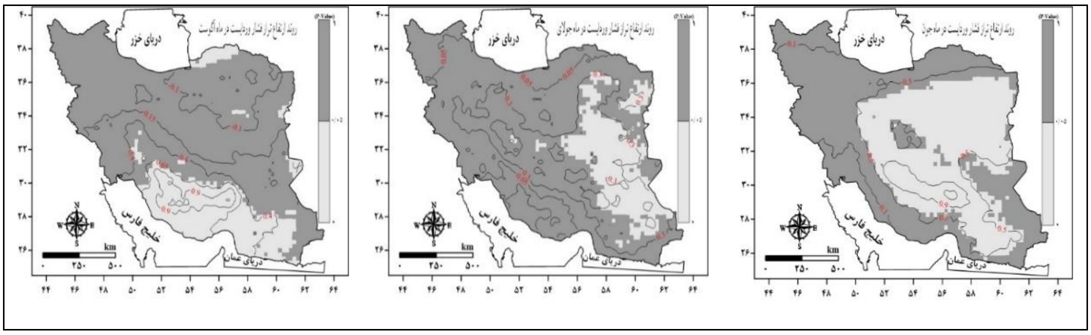
وارسی و بررسی روند بلند مدت تغییرات تراز فشار وردایست در ماه‌های فصل تابستان نیز نشان داد که در ماه جون بر روی کل ایران به‌جز بخش‌های کوچکی از شمال‌غرب کشور روند مثبت رخ داده است. این روند بر روی ارتفاعات کرمان شدیدتر از مناطق دیگر است. در ماه جولای نیز به‌جز بخش‌هایی از جنوب و جنوب غرب کشور و نیز بخش‌هایی از شمال شرق و شمال‌غرب کشور که روند منفی را در ترازهای فشار وردایست نشان می‌دهند، دیگر مناطق کشور روند مثبت ترازهای فشاری وردایست را تجربه کرده‌اند. در ماه آگوست نیز در بخش‌های قابل توجهی از شمال، شمال‌شرق و شمال‌غرب کشور روند منفی در ارتفاع ترازهای فشار وردایست قابل مشاهده است. در این ماه به‌جز این مناطق در دیگر بخش‌های کشور روند مثبت در ترازهای فشار وردایست مشاهده می‌شود. همان‌گونه که در شکل ۴ می‌توان مشاهده کرد، بالاترین روند مثبت بر روی ارتفاعات زاگرس و کرمان قرار گرفته است.



شکل ۳- روند پراش، چولگی و کشیدگی ترازهای فشار وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل زمستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸
Figure 3- Trends of variance, skewness, and kurtosis of Tropopause pressure levels on the atmosphere of Iran on the winter months during the period 1979 to 2018

تفاوتی که در روند ارتفاع وردایست در ماه‌های فصل تابستان نسبت به فصل زمستان وجود دارد این است که در این فصل بخش های قابل توجهی از کشور تراز فشار وردایست دارای روند معنی‌داری است. در ماه جون بخش‌های قابل توجهی از ایران (در بخش‌هایی از مناطق مرکزی، شرق، شمال‌شرق و جنوب‌شرق کشور) روند تغییرات مثبت و معنی‌دار بوده است. در ماه جولای نیز در همان مناطقی که برای ماه جون بیان شد، امّا در وسعت محدودتری روند مثبت و معنی‌دار بوده است. در ماه اوت نیز بخش‌هایی از جنوب‌شرق، جنوب، جنوب‌غرب کشور نیز روند مثبت و معنی‌دار مشاهده شد.

روند دمای تراز پایین، بالای وردایست و روند تفاضل دمایی دو تراز در فصل تابستان در شکل ۵ قابل مشاهده است با توجه به نتایج به دست آمده مشخص شد که در ماه جون دمای تراز پایین و بالای وردایست در اکثر مناطق دارای روند مثبت است، اما این روند در کل ایران در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار نیست. معنی‌داری آماری روند دما در ماه جون در دو تراز در بخش‌هایی از مناطق مرکزی، ارتفاعات زاگرس، شرق و شمال‌شرق کشور مشاهده شد. در ماه جولای نیز در بخش‌هایی از تراز پایین وردایست هیچ‌گونه روندی مشاهده نشد و در بخش‌هایی از شرق کشور روند مشاهده شده منفی است و در دیگر مناطق روند دمای تراز پایین وردایست مثبت است. در همین ماه در تراز بالای وردایست نیز به‌جز بخش‌هایی پراکنده‌ای از کشور که فاقد روند بودند در دیگر مناطق می‌توان روند مثبت ولی فاقد معنی آماری را مشاهده کرد؛ فقط در بخش‌هایی از شمال‌شرق، شرق، جنوب‌شرق و بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور می‌توان معنی‌داری آماری روند را مشاهده کرد.



شکل ٤- روند تراز فشاری وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل تابستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

Figure 4- Trends of Tropopause pressure level trend over the atmosphere of Iran in the summer months during the period 1979 to 2018

در تراز پایین وردایست روند دما در ماه جولای در بخش‌هایی از شرق کشور معنی‌دار است؛ در حالی که در تراز بالای وردایست مناطق توأم با روند معنی‌دار قابل توجه‌تر هستند. در ماه آگوست در تراز پایین وردایست دما در کل محدوده مورد مطالعه دارای روند مثبت است. این روند در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس، بخش‌هایی از جنوب‌غرب کشور، بخش‌هایی از مناطق مرکزی و بخش‌هایی از جنوب کشور در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار است. در تراز بالای وردایست نیز در همین ماه از عرض جغرافیایی ۳۲ درجه به سمت عرض‌های بالا، روند صفر است و پایین‌تر از این عرض جغرافیایی روند مشاهده شده مثبت است. طی ماه آگوست در تراز بالای وردایست، مناطق دارای روند معنی‌دار در قیاس با تراز پایین آن پهنه‌های گسترده‌تری را پوشش می‌دهد. در ماه جون بررسی روند تفاضل دمای تراز پایین و بالای وردایست بر روی جو ایران نشان داد که در اکثر مناطق کشور روند تفاضل مثبت بود و در بخش‌هایی از جنوب‌شرق کشور نیز روند مشاهده شده منفی است. در این ماه به‌جز بخش‌هایی از شمال‌شرق، جنوب‌شرق و شمال‌غرب کشور که معنی‌داری روند را در سطح ۹۵٪ اطمینان نشان می‌دهد، در دیگر مناطق روند تفاضل فاقد معنی آماری است. در ماه جولای در بخش‌های قابل توجهی از کشور روند تغییرات تفاضل دو لایه صفر است. در دیگر مناطق کشور روند منفی و در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار نیست. تفاضل دمایی نسبت به ماه‌های قبل، از نصف‌النهار ۵۴ درجه به سمت شرق روندی معنی‌دار را نشان می‌دهد. در ماه آگوست نیز در بخش‌های قابل توجهی از محدوده مورد مطالعه روند تفاضل دمایی فاقد معنی‌داری است و در پایین‌تر از عرض جغرافیایی ۳۳ درجه روند در کل محدوده منفی و در بخش هایی از محدوده یاد شده روند مشاهده شده معنی‌دار است.

در شکل ۶ روند پراش، چولگی و کشیدگی ترازهای فشار وردایست در ماه‌های فصل تابستان نیز بر روی جو ایران نمایش داده شده است. روند پراش ترازهای فشار وردایست در ماه جون در مقایسه با تمام ماه‌هایی که تاکنون بررسی شد در بخش‌های قابل توجهی از محدوده مورد مطالعه غالباً مثبت و معنی‌دار است. در ماه جولای نیز همانند ماه جون در بخش‌هایی روند پراش مثبت و در سطح معنی‌داری تعریف شده، معنی‌دار است. در ماه آگوست همهٔ مناطق توأم با روند معنی‌دار پراش، روند مشاهده شده مثبت نیست؛ در بخش‌هایی از شمال‌شرق محدوده‌ی مورد مطالعه روند پراش منفی و در دیگر بخش‌ها مثبت است. در ماه جولای نیز همانند دیگر ماه‌هایی که تاکنون بررسی شده‌اند روند چولگی ترازهای فشار وردایست در بخش‌های محدودی از کشور منفی و معنی‌دار است. در ماه آگوست روندهای معنی‌دار مشاهده شده برای چولگی ترازهای فشار وردایست کاملاً متفاوت با دو ماه قبل از خود است؛ در این ماه در مناطقی که روند چولگی معنی‌دار است، روند مشاهده شده مثبت است.

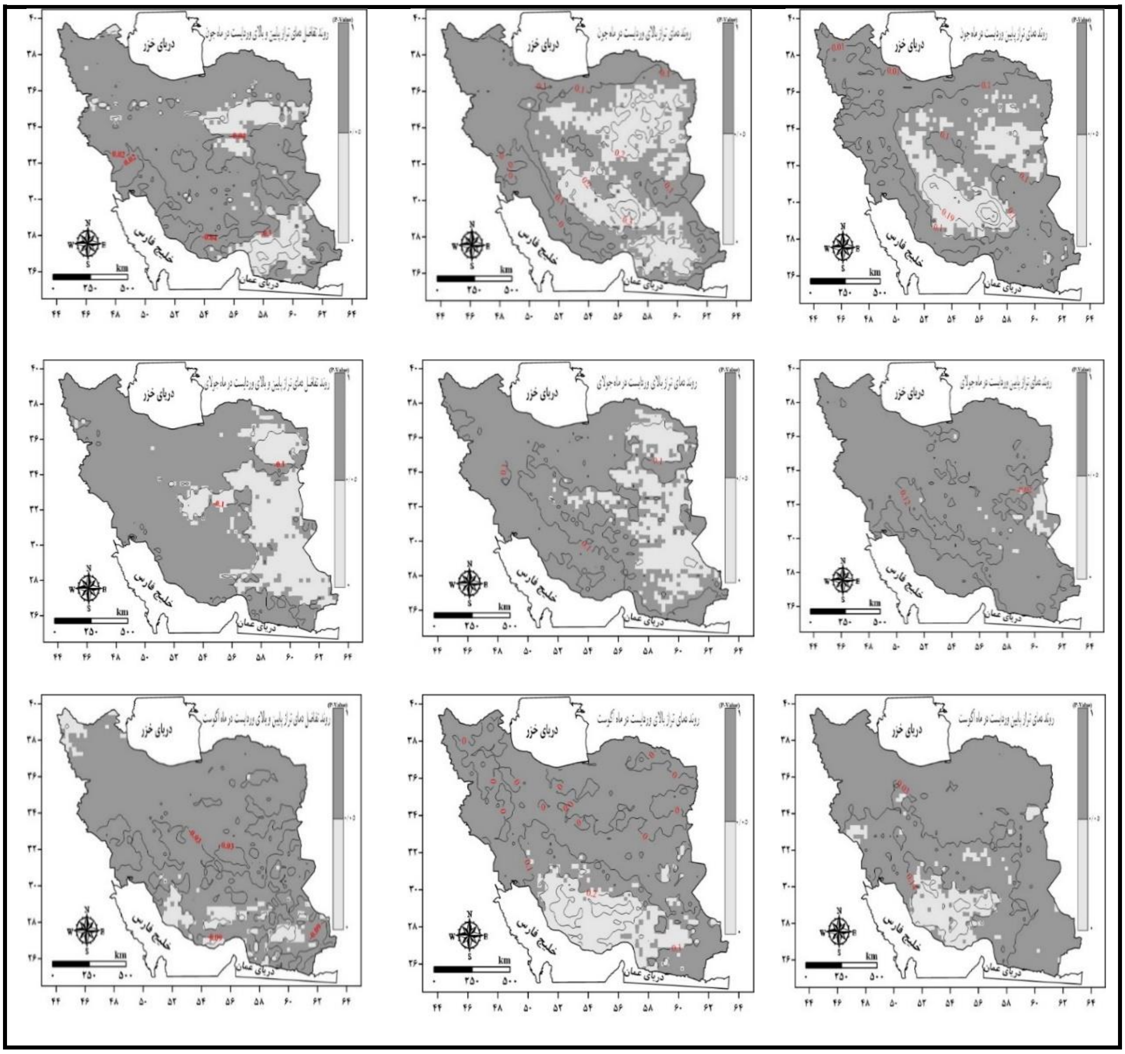
در ماه‌های مارس و می در مناطق بسیار محدودی از کشور روند کشیدگی ترازهای فشار وردایست منفی و معنی‌دار است. در ماه جولای نیز همانند ماه جون روند کشیدگی در بخش‌های محدودی از کشور منفی و معنی‌دار است. در ماه آگوست روندهای معنی‌دار مشاهده شده برای کشیدگی ترازهای فشار وردایست کاملاً متفاوت با دو ماه دیگر است و در مناطق توأم با روند معنی‌دار، مقادیر روند افزایشی است.

نتیجه‌گیری

ارتفاع وردایست تحت تأثیر دولایه‌ی وردسپهر و پوشن‌سپهر است و تغییرات این دو لایه می‌تواند بر روی وردایست تأثیرگذار باشد. در صورتی که وردسپهر در اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای گرم شود و پوشن‌سپهر نیز تحت تأثیر کاهش ازن سرد شود در واکنش به این تغییرات ارتفاع وردایست افزایش پیدا می‌کند (۳۰). در این پژوهش سعی شد تا روند تراز فشار وردایست در ارتباط با مساله‌ی تغییر اقلیم بر روی جو ایران در فصول تابستان و زمستان بررسی شود. با توجه به این‌که ارتفاع وردایست در ارتباط با دمای ترازهای نزدیک آن است در

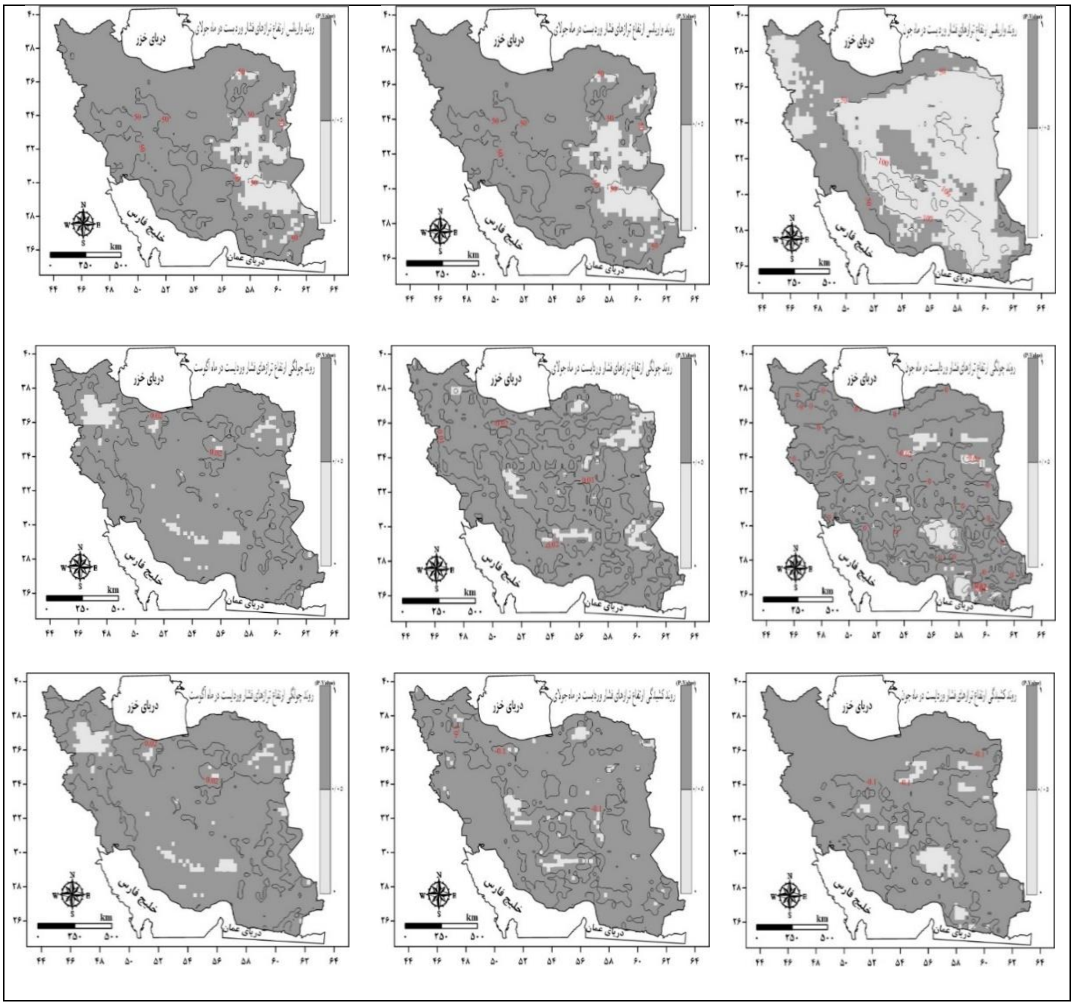
این پژوهش تغییرات دمای تراز پایین و بالای وردایست نیز بررسی شد.

نتایج بررسی روند ترازهای فشار وردایست در فصول مختلف سال نشان داد که در اغلب ماه‌های مورد واکاوی و اکثر مناطق کشور روند تغییرات تراز فشار وردایست معنی‌دار نیست؛ به این صورت که در فصل زمستان در ماه دسامبر وردایست در هیچ بخشی از کشور معنی داری را تجربه نکرده و روند معنی‌دار مشاهده شده در دو ماه ژانویه و فوریه نیز محدود به بخش‌هایی از جنوب شرق کشور است. این در حالی است که در ماه‌های فصل تابستان در بخش‌های قابل توجهی از کشور روند تغییرات ترازهای فشار وردایست مثبت و معنی‌دار است. نتایج بررسی روند دمای تراز پایین وردایست نیز در ماه‌های مورد واکاوی نشان داد که در ماه دسامبر در هیچ بخشی از کشور روند مشاهده شده، معنی‌دار نیست، امّا در دیگر ماه‌های مورد واکاوی در بخش‌های محدودی از کشور می‌توان معنی‌داری روند را مشاهده نمود.



شکل ۵- روند دمای تراز پایین وردایست، دمای تراز بالای وردایست و روند تفاضل دمایی دو تراز بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل تابستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

Figure 5- Temperature trends of upper and lower levels of the tropopause and temperature difference of the two levels over the atmosphere of Iran in the summer months during the period 1979 to 2018



شکل ٦- روند پراش، چولگی و کشیدگی ترازهای فشار وردایست بر روی جو ایران برای کل ماه‌های فصل تابستان طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

Figure 6- Trend of variance, skewness, and kurtosis Tropopause pressure levels over the atmosphere of Iran in the summer months during the period 1979 to 2018

در فصل زمستان فقط در ماه ژانویه در بخش‌هایی از جنوب‌شرق کشور دمای تراز پایین وردایست معنی‌داری را تجربه کرده است. این در حالی است که در فصل تابستان در بخش‌های قابل توجهی از کشور روند دمای تراز پایین وردایست معنی‌دار بود و در تمام ماه‌های مورد واکاوی به‌جز ماه جولای در مناطقی که روند دمای تراز پایین وردایست (به عنوان بخشی از وردسپهر) مثبت و معنی‌دار بود. در ماه هایی که روند دمای این تراز معنادار بوده است، دمای بخش‌های بالایی وردسپهر در طول دوره مورد مطالعه روند افزایشی داشته است. بررسی تغییرات دما در تراز بالای وردایست (به‌عنوان بخشی از پوشن‌سپهر) در محدوده مورد مطالعه نشان داد که روند دما در این بخش از جو همانند تراز پایین وردایست در بخش‌های وسیعی از کشور و اغلب ماه‌های مورد بررسی فاقد معنی آماری است. میزان معنی‌داری روند همچنان در فصل تابستان نسبت به فصل زمستان در بخش‌های بیشتری از کشور مشاهده شده‌است. در تراز بالای وردایست در دو فصل مورد مطالعه در تمام مناطقی که روند معنی‌دار است روند دما مثبت بود.

با توجه به موارد بیان شده انتظار می‌رفت که در مکان‌ها و ماه هایی که روند دمای وردسپهر افزایشی است و روند افزایشی دمای پوشن‌سپهر نیز می‌بایست منجر به کاهش تراز فشار وردایست شود، امّا با توجه به این موضوع که روندهای معنی‌دار اتفاق افتاده برای دما در دو تراز اطراف وردایست و روندهای معنی‌دار مشاهده شده برای تراز فشار وردایست از نظر مکانی با هم همخوانی ندارند، در مورد ارتباط روند تغییرات دمای دو لایه اطراف وردایست با روند تغییرات تراز فشار وردایست در مقیاس ماهانه به‌صورت قطعی نمی‌توان نظر داد. بررسی روند تفاضل دمایی دو تراز اطراف وردایست بر روی جو ایران نیز نشان داد که روند تفاضل بر روی جو ایران در اکثر مناطق و

ماه‌ها از معنی‌داری آماری برخوردار نیست.

بالاترین معنی‌داری روند تفاضل دمایی را می‌توان در ماه‌های فصل تابستان مشاهده کرد. در ماه‌هایی که روند تفاضل دمایی معنی دار بود روند مشاهده شده منفی بود. این موضوع به معنی کاهش اختلاف دمای تراز پایین و بالای وردایست در مناطق یاد شده است.

همان‌گونه که بیان شد در برخی از پارامترهای بررسی شده «تغییرات بلند مدت (روند)» در میانگین‌های ماهانه مشاهده می‌شود و در برخی از آن‌ها روند در میانگین سالانه قابل مشاهده است اما باید به این موضوع توجه کرد که میانگین‌گیری باعث حذف و ظهور برخی مشخصه‌های آماری می‌شود و لازم است جهت به دست آوردن اطلاعات دقیق از روند پدیده‌های مورد نظر بررسی‌های به‌صورت توأم جزئی و کلی (روزانه و حتی ساعتی تا سالانه و دهه‌ای) صورت گیرد تا به‌صورت قطعی در مورد روند این پدیده‌ها نظر داد.

بررسی روند پراش در ماه‌های زمستان نشان داد که درصد قابل توجهی از کشور در این فصل هیچ‌گونه روند معناداری را تجربه نکرده است و فقط در بخش‌هایی از جنوب‌شرق و شرق کشور روند پراش مثبت و معنی‌دار است. این در حالی است که در ماه‌های فصل تابستان برخلاف فصل زمستان در بخش‌های قابل توجهی از کشور روند پراش معنی‌دار است. این وضعیت همانند فصل زمستان با روند مثبت مثبت مشخص می‌شود. نتایج به دست آمده برای روند چولگی نیز مشابه پراش است و در اغلب مناطق روند مشاهده شده فاقد معنی آماری و در مناطقی که روند معنی‌دار بود روند مشاهده شد منفی است. این در حالی است که برخلاف روند پراش در فصل تابستان روند چولگی در بخش‌هایی ناچیزی از کشور معنی‌داری را تجربه کرده است. نتایج بررسی روند کشیدگی نیز نشان داد که بالاترین پهنه‌ی دارای معنی‌داری روند در فصل زمستان مربوط به ماه ژانویه است. در این ماه روند مشاهده شده در بخش‌هایی از جنوب کشور منفی و در شمال‌شرق مثبت بود. در دو ماه دیگر فصل زمستان اغلب مناطقی که دارای روند معنی‌داری بوده‌اند، روند مشاهده شده مثبت بود. در فصل تابستان نتایج به دست آمده برای کشیدگی مشابه چولگی است و در بخش‌های پراکنده و محدود از جو کشور روند مشاهده شده معنی‌دار است.

منابع

1- Asakereh H. 2008. Application of linear regression in analysis of Tabriz annual temperature trend. Geographical Research Journal 22(4): 3-26. (In Persian with English abstract)

2- Asakereh H. 2011. Fundamentals of statistical climatology. Zanjan University. (In Persian)

3- Asakereh H. 2012. Analysis of Heavy Precipitation Trends in Zanjan City. Journal of Geograohy and Planning 16(4): 73-88. (In Persian with English abstract)

4- Asakereh H. 2017. Fundamentals of Research in Climatology. Zanjan University. (In Persian)

5- Azarakhshi M., Farzad M. J., Eslah M., and Sahabih H. 2013. An investigation on trends of annual and seasonal rainfall and temperature in different. Climatologically Regions of Iran 1-16. (In Persian with English abstract)

6- Butchart N., Scaife A.A., Bourqui M., De Grandpré J., Hare S.H.E., Kettleborough J., and Shindell D. 2006. Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation: Climate Dynamics 27(7-8): 727-741.

7- Cai W., Cowan T., and Sullivan A. 2009. Recent unprecedented skewness towards positive Indian Ocean Dipole occurrences and its impact on Australian rainfall. Geophysical Research Letters 36(11).

8- Cao X., Liang Y., Zhao L., and Le H. 2013. Mobility of Pb, Cu, and Zn in the phosphorus-amended contaminated soils under simulated landfill and rainfall conditions. Environmental Science and Pollution Research 20(9): 5913-5921.

9- Change, IPCC Climate. "The physical science basis." 2007.

10- Chapman S.C., Stainforth D.A., and Watkins N.W. 2013. On estimating local long-term climate trends. *Philosophical* Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 371(1991): 20120287.

11- Gettelman A., Hoor P., Pan L.L., Randel W., Hegglin M.I., and Birner T. 2011. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere: Reviews of Geophysics 49(3).

12- Highwood E.J., Hoskins B.J., and Berrisford P. 2000. Properties of the Arctic tropopause. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 126(565): 1515-1532.

13- Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., and Pfister L. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Reviews of Geophysics 33(4): 403-439.

14- Homeyer C.R., Pan L.L., Dorsi S.W., Avallone L.M., Weinheimer A.J., O'Brien A.S., and Campos T.L. 2014. Convective transport of water vapor into the lower stratosphere observed during double-tropopause events. Journal of Geophysical Research, Atmospheres 119(18).

15- Karimi M., Tabatabayan A., Shafi H., and Shokrallahi, M. 2005. Investigation of ozone fluctuations with tropopause changes (Verdeist) over Isfahan, 12th Conference Geophysics, Tehran: Geology organization. (In Persian)

16- Keikhosravi G. 2015. Synoptic analysis-statistical height of the tropopause layer as a profile of climate change in Khorasan Razavi. Journal of Applied Climatology 2(2): 33-48. (In Persian with English abstract)
17- Khosravi M., Hamidianpour M., and Kurdi Tamin S. 2016. A Study of Tempo Spatial Variation of Pakistan Low Pressure. Climatological Research 27: 25-42. (In Persian with English abstract)
18- Makowski K., Wild M., and Ohmura A. 2008. Diurnal temperature range over Europe between 1950 and 2005. Atmospheric Chemistry and Physics 8(21): 6483-6498.
19- Masoodian S.A. 2004. temperature trends in iran during the last half century. Geography and Development 2(3): 89-106. (In Persian with English abstract)
20- Masoodian S.A., Ebrahimi R., and Yarahmadi E. 2015. Time-space Analysis of the Monthly Heating Degree Days in Iran. Journal of Geography and Regional Development 12(23). (In Persian with English abstract)
21- Mikkonen S., Laine M., Mäkelä H. M., Gregow H., Tuomenvirta H., Lahtinen M., and Laaksonen A. 2015. Trends in the average temperature in Finland, 1847–2013. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 29(6): 1521-1529.
22- Mohanakumar K. 2008. Stratosphere troposphere interactions: an introduction: Springer Science & Business Media.
23- Mote P.W., Rosenlof K.H., McIntyre M.E., Carr E.S., Gille J.C., Holton J.R., and Waters J.W. 1996. An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 101(D2): 3989-4006.
24- Oberländer-Hayn S., Gerber E. P., Abalichin J., Akiyoshi H., Kerschbaumer A., Kubin A., and Morgenstern O. 2016. Is the Brewer-Dobson circulation increasing or moving upward?. Geophysical Research Letters 43(4): 1772-1779.
25- Randel W.J., and Jensen E.J. 2013. Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate. Nature Geoscience 6(3): 169.
26- Rebetez M., and Reinhard M. 2008. "Monthly air temperature trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004." Theoretical and Applied Climatology 91(1-4): 27-34.
27- Reichler T., Dameris M., and Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data, Geophysical.
28- Sabziparvar A.A., Mirgaloybayat R., and Shamami F.G. 2011. Evaluation of the possible changes in diurnal temperature range (DTR) trend in some arid climates of Iran since last five decades. Iranian Journal of Physics Research 11(1). (In Persian with English abstract)
29- Santer B.D., Sausen R., Wigley T.M.L., Boyle J.S., AchutaRao K., Doutriaux C., and Schmidt G. 2003. Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 108(D1): ACL-1.
30- Sausen R., and Santer B.D. 2003. Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. Meteorologische Zeitschrift 12(3): 131-136.
31- Schmidt T., Wickert J., Beyerle G., and Heise S. 2008. Global tropopause height trends estimated from GPS radio occultation data. Geophysical Research Letters 35(11).
32- Seidel D.J., and Randel W.J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 111(D21).
33- Seidel D.J., Ross R.J., Angell J.K., and Reid G.C. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 106(D8): 7857-7878.
34- Shapiro M.A. 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere: Journal of the Atmospheric Sciences 37(5): 994-1004.
35- Sharifi M.A., and Khaniani A. 2011. Using GPS Radio Occultation Technique to Study Climate Change, Geomatics Conference 90. Tehran. National Mapping Organization, https://www.civilica.com/Paper-GEO90-GEO90_146.html. (In Persian)
36- Shepherd Theodore G. 2002. "Issues in stratosphere-troposphere coupling." Journal of the Meteorological Society of Japan 769-792.
37- Škerlak B., Sprenger M., and Wernli H. 2014. A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011. Atmospheric Chemistry & Physics 14(2).
38- Thomas B. 2010. Residual Circulation and Tropopause Structure. Journal of the Atmospheric Sciences *67*(8): 2582-2600

Journal of Water and Soil
Vol. 34, No. 5, Nov.-Dec. 2020, p. 1189-1202

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۴، شماره ۵، آذر – دی ۱۳۹۹، ص. ۱۲۰۲-۱۱۸۹

Evaluating the Long Term Trend Effects of Wordist Height on Barley in Warm and Cold Season Across Iran

H. Asakereh[1]- S.A. Masodian[2]- M. Darand[3]- S. Zandkarimi[4]*
Received: 27-04-2020
Accepted: 31-10-2020

Introduction: Studies of the atmosphere over the last hundred years have shown that human activities have caused changes in the atmosphere. The tropopause is one of the layers of the atmosphere whose changes have recently been introduced as a sign of a human impact on climate change. The height of the tropopause is affected by its upper and lower layers (the stratosphere and troposphere). The results of the studies conducted by various researchers have shown that different factors affect the height of tropopause and its changes, which can be divided into two groups. The first group of natural factors (such as changes in solar radiation and weather due to volcanoes, etc.) and the second one is human factors (including changes in greenhouse gases, human-induced changes affecting the ozone of the stratosphere and the production of air vents from human resources, etc.). Thus, altitude tropopause is naturally influenced by spatial characteristics (e.g. latitude and altitude), time (such as the time of year and hours of the day) as well as the frequency of atmospheric actions that determine climatic conditions.

Materials and Methods: Compared to the studies performed globally, a limited number of studies concerning the tropopause have been conducted in Iran. Moreover, the applied methods and the length of the dataset were often inadequate. Therefore, in the present study, the daily data of temperature, and geopotential height from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for 700 to 50 hpa with a spatial resolution of 0.25 × 0.25 longitude/latitude were applied from 1979 to 2018 for the detection of tropopause. Accordingly, 2491 cells covered across Iran. The LRT was used to detect tropopause. The tropopause is defined as ‘‘the lowest level at which the lapse-rate decreases to 2 ºC/km or less, provided that the average lapse-rate between this level and all higher levels within 2 km does not exceed 2 ºC /km”. In the present study, in addition to changing the position, changing the scale (variance) as well as the shape of the frequency distribution (skewness and elongation) of the tropopause pressure level in each of the pixels on Iran was investigated. To calculate skewness, and kurtosis, daily tropopause height data were used. For each of the months studied, diffraction, skewness, and elongation were extracted using daily data and finally using data during the 40 years. The extracted trends of variance, skewness, and kurtosis were examined for each month. To track the synchronicity and conformity of changes in altitude and trend of tropopause pressure level with the trend of changes in mean monthly temperature in the lower and upper levels of the tropopause and the trend of the temperature difference between the two layers around tropopause was also evaluated over 40 years. In order to evaluate the long-term trend of each of the studied indices (mean, variance, skewness, and kurtosis) in relation to the height and pressure level of the tropopause, linear regression method with least-squares error method was used.

Results and Discussion: The results of the study of altitude trend and tropopause pressure level showed that in most of the months studied and in most parts of the country, the trend of changes in tropopause pressure level was not significant at the level of 95% confidence. According to the results obtained for the winter months, it was found that the trend of a tropopause pressure level in December had no statistical significance over Iran at a 95% confidence level. In January and February, the obtained trend was not statistically significant except for southeastern areas. In the summer months, unlike the winter months, the trend of tropopause pressure levels was significant in most regions. During the summer months, in areas where the trend was significant, the trend of tropopause pressure levels was positive. Examination of the trend of tropopause height in terms of meters

1- Professor of Climatology, University of Zanjan, Zanjan, Iran
2- Professor of Climatology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3- Associate Professor at Climatology, University of Kurdistan, Iran and Board Member of Department of Zrebar Lake Environmental Research, Kurdistan Studies Institute, University of Kurdistan
4- Ph.D. Candidate of Climatology (Climate Change), University of Zanjan, Zanjan, Iran
(*- Corresponding Author Email: somazand69@gmail.com)
DOI: 10.22067/jsw.v34i5.86196

showed different results with pressure level. During the winter months, the trend was positive in all regions, and in January and February, this trend was significant in many areas, while the summer months did not exhibit a significant tropopause. The results of examining the trend of the low temperature of the tropopause in summer and winter months showed that the observed trend was not statistically significant in December, but in other months, a positive and significant trend was detected. Examination of the temperature trend in the high level of tropopause also showed that the temperature trend in this part of the atmosphere, like the low level of the tropopause in large parts of the country in the studied seasons, lacked statistical significance. Examination of the trend of the temperature difference between high and low levels also showed that the trend of the temperature difference between these two levels was statistically insignificant at the majority of cases. The temperature difference trend of the two levels studied in the summer months was negative and significant at most regions. In other words, the decrease in the temperature difference between low and high tropopause in these two seasons and in some areas indicates a strong decrease in tropopause. Examination of the trend of variance, kurtosis and skewness also showed that the observed trend lacked statistical significance in the two studied chapters at most areas. There was also no relationship between the surface temperature trend and changes in tropopause height.

Conclusion: The results of this study showed that tropopause had no statistically significant trend in most areas and months. Moreover, the significant trend was not related to the two temperatures around tropopause and surface temperatures.

Keywords: Cold season, Iran, Tropopause pressure level, Tropopause, Warm season